



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

“ESTUDIO GEOLÓGICO-MINERO DE LA PORCIÓN NORTE
DEL ÁREA DE EL CARDONAL, ESTADO DE HIDALGO”.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEÓLOGO

P R E S E N T A:

MARIO ADOLFO MOLINA PÉREZ

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Carlos E. Garza González Vélez



México, D.F.

Octubre 2014

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a la Facultad de Ingeniería por los conocimientos adquiridos.

Mi gratitud a los sinodales ingenieros geólogos: Dr. Carlos Eduardo Garza González Vélez, Ing. Jorge Nieto Obregón, Ing. Miguel Ildelfonso Vera Ocampo, Dr. Enrique González Torres, M.C. Ricardo Villanueva Pérez, M.C., Juan José Medina Ávila por la revisión y comentarios para mejorar esta tesis.

Expreso mi sincero agradecimiento a todas las siguientes personas que han contribuido durante el desarrollo de este trabajo: pasante Gabriela García Bautista, Lic. Silvia Rosales Sánchez, Ing. Germán Arriaga, Ing. Héctor Madrigal (Q.E.P.D), Ing. Salvador Ruiz, Ing. Nelsón Piñón, Ing. Melitón Figueroa, Ing. Carlos Ramos, Arq. Mario Flores, Ing. José Luis Jiménez, Ing. Jorge Lucio Roldán y al Lic. Julio Flores.

ÍNDICE

PÁGINA

1.-GENERALIDADES.	1
1.1.- ANTECEDENTES.	1
1.2.- OBJETIVOS DEL ESTUDIO.	2
1.3.- LOCALIZACIÓN Y EXTENSIÓN DEL ÁREA.	2
1.4.- VÍAS DE COMUNICACIÓN.	5
1.5.- MÉTODO DE TRABAJO.	5
2.-FISIOGRAFÍA.	6
2.1.- PROVINCIA FISIOGRÁFICA	6
2.2.- GEOMORFOLOGÍA	9
2.3.- HIDROGRAFÍA	9
3.- GEOLOGÍA.	11
3.1.- ESTRATIGRAFÍA	11
3.2.- EVOLUCIÓN TECTÓNICA	21
3.3.- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	24
4.- YACIMIENTOS MINERALES.	25
4.1. - ZONAS MINERALIZADAS	26
4.1.1. ZONA PROVIDENCIA.	26
4.1.2. ZONA SAN CLEMENTE.	29
5.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	33
BIBLIOGRAFÍA	35
ANEXOS	38
ESTUDIOS PETROGRÁFICOS	38
MAPAS.	

RESUMEN

El área de estudio se encuentra al norte-centro del estado de Hidalgo, Se encuentra delimitada por las siguientes coordenadas UTM 2278552 y 2294407 latitud Norte y 478289 y 492039 longitud Este, conforma una superficie de 216.562 km² queda comprendida dentro de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Oriental en la subprovincia sierra alta, cerca de su extremo sur, el que limita con la Faja Volcánica Trans-Mexicana (Raisz E.1964 y Gómez- Tuena, et al. 2005).

Se ubica también en terrenos del borde oriental de la Cuenca de Zimapán, que es una cuenca intracratónica limitada entre la plataforma Valles- San Luís potosí y el complejo arrecifal El Doctor (carrasco B.V. 1971). Las estructuras sedimentarias jurásicas y cretácicas plegadas por los esfuerzos originados en el suroeste presentan una convergencia de sus planos axiales hacia el noreste, En esta zona se encuentra el anticlinal Trancas-Santuario.

Existen cuerpos que intrusionan las rocas sedimentarias de composición que varía de granodiorítica a diorítica también diques micro graníticos y micro dioríticos.

Las rocas extrusivas de composición que varía de riolítica a basáltica cubren discordantemente a las rocas más antiguas.

En la zona sur del área de estudio los depósitos de conglomerados (fragmentos de rocas sedimentaras y volcánicas) y tobas cubren en discordancia angular a las rocas más antiguas.

El aluvi3n es el depósito más reciente producto de la erosión de rocas pre existentes distribuidas en cuencas de arroyos y ríos.

En la zona de La Providencia la mineralización es de tipo hidrotermal (mesotermal), y la asociación es de (Zn-Pb-(Ag-Cu-Au)). Alojada en veta falla donde el cementante conformado es de óxidos de fierro, zinc y plomo, minerales arcillosos en la zona de oxidación relacionados con el emplazamiento de un cuerpo distal. En la superficie únicamente se observan calaminas y cerusita como producto de alteración supergénica de los sulfuros primarios. Los minerales de mena son Smithsonita (carbonato de Zinc); Cerusita (carbonato de Plomo), Hematita (Óxido de fierro), Limonita (Óxido de fierro), con desarrollo de "Sombreros" en algunas partes. A partir de sulfuros se originaron por oxidación estos minerales.

En la zona de San Clemente, la mineralización de Au diseminado en fisuras silicificadas es de tipo hidrotermal (epitermal) existe a profundidad dentro de la riolita plata asociada con oro (eléctrum) y con hematita; la alteración presente es oxidación y argilitización.

1.- GENERALIDADES.

1.1.- ANTECEDENTES.

Entre los estados que forman la República Mexicana, indudablemente el estado de Hidalgo presenta una gran importancia en la minería.

Desde tiempos remotos se iniciaron los trabajos de explotación y fue, en 1557, que el ilustre Fray Bartolomé de Medina descubrió el procedimiento de amalgamación por el sistema de patio para beneficiar los minerales auro-argentíferos, que desde esa época se producían abundantemente en la región. Este procedimiento señala una época en la historia de la minería, no solamente de México sino en el mundo entero.

En el México de la colonia se resaltaba la importancia que había de tener la minería del país, ya que desde aquella época se desarrollaron importantes explotaciones, las cuales proporcionaron los metales que enriquecieron a la Corona Española.

El descubrimiento de “El Mineral El Chico” en 1602 y el Mineral de Zimapán en 1632, año en que Lorenzo de Zaabra inicia la explotación en la mina Lomo de Toro, que según Dahlgren (1883) se trabajó sin interrupción desde 1633 hasta 1810, fue el periodo en el que se descubrieron nuevos yacimientos en el estado de Hidalgo, como la mina Santa Elena, ubicada al NW del poblado de El Cardonal.

Las minas de El Cardonal en Hidalgo, descubiertas por Alfonso de Villaseca en el año de 1540 (Menes, 2012), fueron las primeras en ser explotadas para extraer plomo en México, siendo la mina de San José o de Plomo Pobre (llamada así a causa de la baja cantidad de plata que contenía su mineral) fue de las primeras en ser explotadas. Posteriormente entraron en funcionamiento otras hasta contarse treinta y siete minas en explotación encontrándose algunas vetas de oro y plata, además de cerusita que ha sido el carbonato de plomo más puro explotado en México (Dahlgren, 1883). Durante los años de 1810 a 1825, se interrumpieron las actividades mineras en la región como consecuencia de la inestabilidad política ocasionada por la guerra de independencia.

Ortega (1997) comenta que de 1825 a 1828 la Compañía Real del Monte y Pachuca, reinició la explotación y en 1852, se conocen los primeros informes del distrito minero de Encarnación en Hidalgo y en 1878 se inicia la explotación de la zona minera Flojonales, localizada al sur de Encarnación que se encuentra al oeste de la zona de estudio. En la década de 1890 se inicia la explotación en las zonas de Cardonal, Bonanza, Pachuca y Nicolás Flores, Hgo.

En 1910 la Revolución Mexicana paralizó la actividad minera casi en su totalidad (Servicio Geológico Mexicano, 2011) y se inicia una nueva época de reestructuración y rescate de bienes, indispensables para la independencia económica y social del país; entre los que se contaban los recursos mineros, creándose a través de la Constitución de Querétaro de 1917

un sistema jurídico que reivindicó para México su riqueza minera; se estableció que los particulares podrían explotar minas mediante concesiones expedidas por el Poder Ejecutivo Federal, con la obligación de mantenerlas trabajando.

En 1929 se inicia la actividad minera en Zimapán, Hgo. En 1945 se descubren ahí mismo grandes cuerpos de mineral oxidado en las minas Lomo de Toro y Balcones; el distrito tomó entonces un auge sin precedentes. En 1960 se reanudó la explotación de los yacimientos de Encarnación, Flojonales y otros más recientes que están ligados a los requerimientos de óxidos de fierro de la industria cementera.

De 1979 a 1983 a raíz del convenio México-Japón se realizaron estudios de exploración por el Consejo de Recursos Minerales (CRM) (1983). El CRM llevó a cabo el cuele de obras directas de exploración en las minas San Clemente y La Providencia de octubre a noviembre de 1981.

En la actualidad, la zona El Cardonal ha recobrado parte de su industria minera, durante los años 2010 y 2011 el Servicio Geológico Mexicano (2011), realizó el inventario físico de los recursos minerales de la carta Tasquillo F14-C69, encontrando que se explotan a baja escala diatomita, caliza y piedra de cantera, mientras que los minerales metálicos solo se explotan a nivel gambusinaje. Sin embargo, no se descarta la posibilidad de encontrar yacimientos metálicos de rendimiento económico.

1.2.- OBJETIVOS DEL ESTUDIO.

Los objetivos fundamentales del presente trabajo son la elaboración de la cartografía geológica a escala 1:25,000 y la prospección minera de la porción norte del área mineralizada de El Cardonal en el estado de Hidalgo y realizar algunos estudios petrográficos de las unidades litológicas de la región. Con la información generada se localizaron y jerarquizaron sectores de interés geológico-minero, los cuales deberán ser explorados a detalle con la finalidad de evaluar su potencial económico.

1.3.- LOCALIZACIÓN Y EXTENSIÓN DEL ÁREA.

El área de estudio tiene una configuración aproximadamente rectangular orientada Norte-Sur y cubre una superficie de 216.562 km². Se encuentra localizada en la parte norte-centro del estado de Hidalgo, en las vecindades del poblado Cardonal, en el municipio del mismo nombre.

Se encuentra delimitada por las siguientes coordenadas UTM:

2278552 y 2294407 N
478289 y 492039 E

Las poblaciones más importantes en el área son Villahermosa al norte, Santuario Mapethé en el centro y Cardonal al sur (fig. 1).

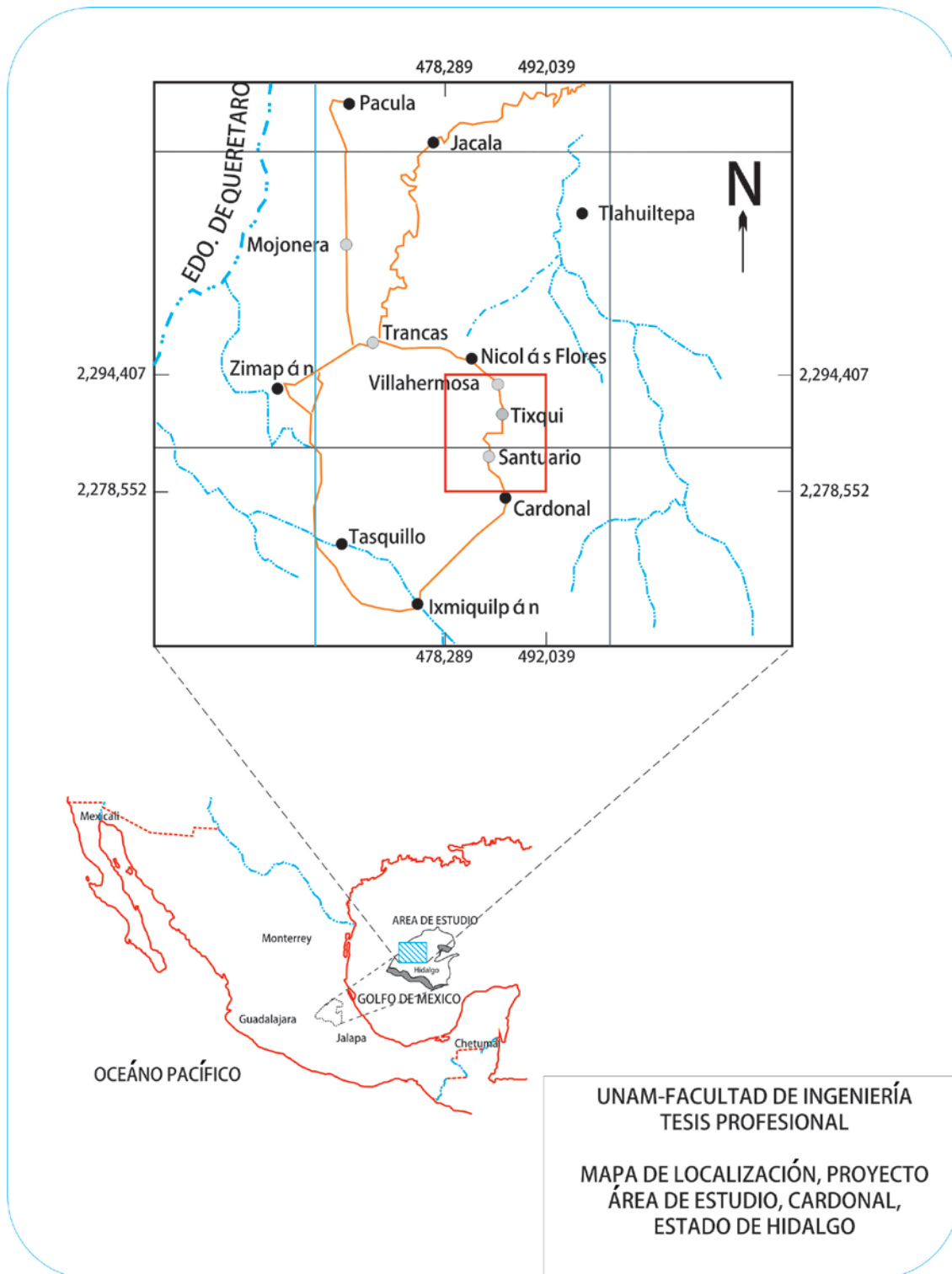


Figura 1.

1.4.- VÍAS DE COMUNICACIÓN.

La región se encuentra comunicada por la carretera federal número 85, que va del Distrito Federal a Ciudad Victoria, Tamaulipas y por la carretera intermunicipal que parte de la población de Ixmiquilpan, Hgo. Hacia los poblados de El Cardonal y Santuario; el recorrido se realiza en 21 km de carretera pavimentada.

En el lado suroriental del área existe una carretera pavimentada que inicia en el poblado de Cardonal y llega a la población de Santuario, de aquí continúa un camino de terracería que comunica la parte norte del área.

Otra vía de comunicación es un camino de terracería que parte de la ranchería El Vithé, Hgo. (2 km al norte de Cardonal), hacia el occidente y comunica con la zona de San Clemente, pasando por el poblado El Buena, Hgo en un recorrido de 7 km.

1.5.- MÉTODO DE TRABAJO.

El método de trabajo se dividió en dos etapas para el mejor desarrollo y consumación de los objetivos: a).-Trabajo de gabinete y b) -Trabajo de campo.

a).- Trabajo de gabinete.- Se dividió en dos fases, la primera consistió en recopilar la información topográfica, geológica, minera y geofísica relacionada con la región bajo estudio, con la finalidad de contar con un marco geológico regional y tener los elementos conceptuales para la interpretación de los datos de campo por colectar.

Se visitaron diversas dependencias gubernamentales, federales y estatales, así como empresas particulares en la ciudad de México y en la ciudad de Pachuca, Hidalgo. Algunos de los trabajos consultados más importantes son la Monografía Geológica-Minera del estado de Hidalgo (1982), la publicación Panorama Minero del estado de Hidalgo (2011) y la Carta Geológico-Minera Tasquillo F14-C69 (2001), todos ellos editados por el Servicio Geológico Mexicano (SGM).

En la ciudad de México se recopiló la información cartográfica consistente en las cartas del INEGI: topográfica 1:50,000 y la carta geológica escala 1:50,000 hoja Tasquillo F14-C69, además de la carta Geológica hoja Pachuca escala 1: 250,000 clave F14-11 del SGM.

También se llevó a cabo la fotointerpretación preliminar con base en las fotografías aéreas escala 1: 20,000 vuelo bajo vendidas en 1983 por AEROFOTO y las cartas topográficas escala 1:50,000, editadas por DETENAL en el 2001.

En la segunda fase de la etapa de gabinete se procedió a afinar el mapa geológico minero de la zona estudiada, así como la confección de perfiles geológicos de las secciones

elegidas en el mapa; finalmente se procedió al análisis de interpretación de la información recabada y a escribir el presente informe.

b).- Trabajo de campo.

Con la finalidad de conocer el área con más detalle desde el punto de vista geológico – minero, se realizó primeramente la visita de campo, que consistió en un reconocimiento del sector de estudio y sus alrededores, con el fin de planificar la cartografía geológica y al mismo tiempo localizar zonas de especial interés.

Posteriormente se realizó el trabajo de la cartografía geológica escala 1:25,000 y un muestreo de afloramientos para realizar estudios petrográficos, así como prospección minera que básicamente consistió en ubicar las posibles zonas de interés económico-minero.

Con la información obtenida se elaboró el mapa geológico-minero, escala 1:25,000, que pone de manifiesto el potencial minero de la porción norte del área El Cardonal.

2- .FISIOGRAFÍA.

2.1.- PROVINCIA FISIOGRÁFICA.

De acuerdo con la clasificación fisiográfica de Raisz, E., 1964 y Gómez- Tuena, et al. 2005, el área de estudio queda comprendida dentro de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Oriental, cerca de su extremo sur, el que limita con la Faja Volcánica Trans-Mexicana (figura 2).

Provincia Fisiográfica de la Sierra Madre Oriental.

Esta provincia se localiza en la porción centro oriental de la República Mexicana; se extiende con rumbo NNW-SSE desde las cercanías del Big Bend en Texas, Estados Unidos, hasta las inmediaciones de Jalapa, Veracruz, donde se ve limitada por la Faja Volcánica Trans-Mexicana.

En su porción central muestra una bifurcación llamada Sierra Atravesada que se extiende hacia el oeste hasta la región de Nazas en el estado de Durango y en este punto se aproxima a la Sierra Madre Occidental. La Sierra Madre Oriental abarca parte de los estados de Coahuila, Nuevo León, Tamaulipas, Durango, Zacatecas, San Luis Potosí, Guanajuato, Querétaro, Hidalgo, Puebla y Veracruz. Es un importante conjunto de prominentes cerros y profundas barrancas. Esta provincia contiene algunos de los escenarios geológicos más espectaculares en América; está constituida de sedimentos jurásicos y cretácicos, principalmente calizas plegadas en forma de anticlinales y sinclinales.



Figura 2.- Ubicación de la zona de interés en la provincia de la Sierra Madre Oriental (modificado de Raisz, E., 1964 y Gómez- Tuena, et al. 2005).

La Sierra Madre Oriental es atravesada por numerosos ríos en los que se encuentran sitios que reúnen características geológicas y topográficas aceptables para establecer aprovechamientos hidroeléctricos o de irrigación. Por lo abrupto de las montañas y la naturaleza de los materiales es común observar fenómenos de inestabilidad de los taludes.

Esta provincia se divide en cuatro subprovincias: Sierras del Norte; Sierras Atravesadas, Sierra Alta y las Sierras Bajas (Raisz, E., 1964 y Gómez- Tuena, et al. 2005). El área de estudio queda comprendida en la Subprovincia de la Sierra Alta. A efecto de resaltar los contrastes geomorfológicos, brevemente se describen estas subprovincias.

Sierras del Norte.- Extendiéndose desde la región del Big Bend en Texas, hasta Monterrey, N.L., es considerable el vulcanismo y las áreas son irregulares; al norte de Saltillo Coah., ocurren depósitos de cuenca complejamente plegados. Así por ejemplo, en la región de Monclova-Nueva Rosita Coah., los estratos contienen carbón mineral.

Sierra Alta.- Comprende desde Monterrey, N.L., hasta las proximidades de Jalapa, Ver. La parte norte consiste de cordilleras de calizas estrechamente plegadas formando anticlinales con lados muy escarpados. Estas estructuras pueden ser observadas en el espectacular Cañón de la Huasteca cerca de Monterrey N. L. Hacia el sur, las cordilleras son muy alargadas y cortadas por numerosos ríos que atraviesan típicos desfiladeros.

La altura de las sierras disminuye un poco hacia el sur, donde la recorre la carretera Panamericana a lo largo del Cañón del Río Moctezuma. Más adelante hacia el sur descienden ríos desde la meseta y atraviesan los pliegues de la sierra en ángulos rectos, para formar un paisaje irregular. En muchos lugares de la provincia se descubren protuberancias y depresiones típicas del paisaje cárstico. A todo lo largo de la sierra la transición a la tierra baja costera es repentina (Raisz, E., 1964 y Gómez- Tuena, et al. 2005).

Lo más notable de la deformación que puede observarse en esta subprovincia es el abrupto cambio en el rumbo estructural regional en el área de Monterrey, N.L., donde la dirección NNW de la Sierra voltea hacia Saltillo, Coah., en un apretado manojito de pliegues estrechamente arqueados y convexos hacia el ENE. (Humphrey, W.E., y Díaz, T., 1954 p.46).

Sierras Atravesadas.- Estas sierras tienen una orientación E-W desde Saltillo, Coah., hasta Nazas, Durango, aproximándose a la Sierra Madre Occidental; son similares pero no tan elevadas como las Sierras Altas, no obstante los valles son muy extensos.

Sierras Bajas.- Estas son paralelas a las Sierras Altas en el oeste y la transición a la Meseta Central es indistinta o confusa.

2.2.- GEOMORFOLOGÍA.

El área de estudio presenta una topografía muy irregular, en la zona norte se encuentra la barranca de Nicolás Flores con 1,500 msnm, el cerro San Juan con 2,700 msnm, la barranca Villa Hermosa a 1,400 msnm, la barranca Shasñe a 1,500 msnm, así como la barranca El Densa y la barranca Tedrá a 2,200 y 2,000 msnm, respectivamente; sobresale el puerto El Durazno con 2,500 msnm. En la zona sur destaca el cerro Santuario con 2,800 msnm, el cerro Xithe y el cerro Texmaye con 2,600 y 2,200 msnm respectivamente y por último destaca el cerro Cardonal con 2,600 msnm.

La topografía abrupta es frecuentemente vista en la parte norte y centro del área de estudio, con diferencias de altura hasta de 1,300 msnm. Principalmente aflora una secuencia sedimentaria e ígnea que forma algunos relieves reconocibles según su litología. Las rocas sedimentarias cretácicas calcáreas se muestran plegadas, formando sierras alargadas, como el cerro de San Juan, mientras que los sedimentos terrígenos del mismo periodo se presentan fuertemente disectados por arroyos que forman profundas barrancas y definen un drenaje arborescente; por su parte, las rocas ígneas tienden a formar estructuras en forma de domo con drenaje radial, como el observado en el cerro Santuario.

Las reducidas llanuras o planicies que separan las partes altas están siendo rellenadas constantemente por sedimentos que se distribuyen en aluviones, abanicos aluviales, depósitos de talud y suelos residuales.

2.3.- HIDROGRAFÍA.

El área forma parte del sistema hidrográfico Tula-Moctezuma-Pánuco.

El sistema de drenaje dominante en el área de estudio es de tipo dendrítico, configurado en las rocas sedimentarias plegadas y en las ígneas (figura 3).

Los arroyos del área son originados por las precipitaciones pluviales que descienden por el terreno abrupto. Así se han originado por la erosión barrancas profundas que llevan agua únicamente en la época de lluvias (meses de junio a septiembre).

Las bifurcaciones formadas por las corrientes tributarias se distribuyen en todas direcciones para unirse a las corrientes principales fuera de la zona de estudio.

En la zona NNW se distingue el arroyo La Campana que conduce sus aguas hacia el norte hasta el arroyo Villahermosa fuera del área de estudio; adelante se presenta una secuencia de convergencias en las cuales las corrientes van adoptando diferentes nombres como son, arroyo Bonanza, río Las Adjuntas, arroyo Las Pilas y río Itatlaxco que continúa hacia el noroeste como afluente del río Amajac en el poblado La Palma, que a su vez es un importante afluente del río Moctezuma hacia el norte del área de estudio.

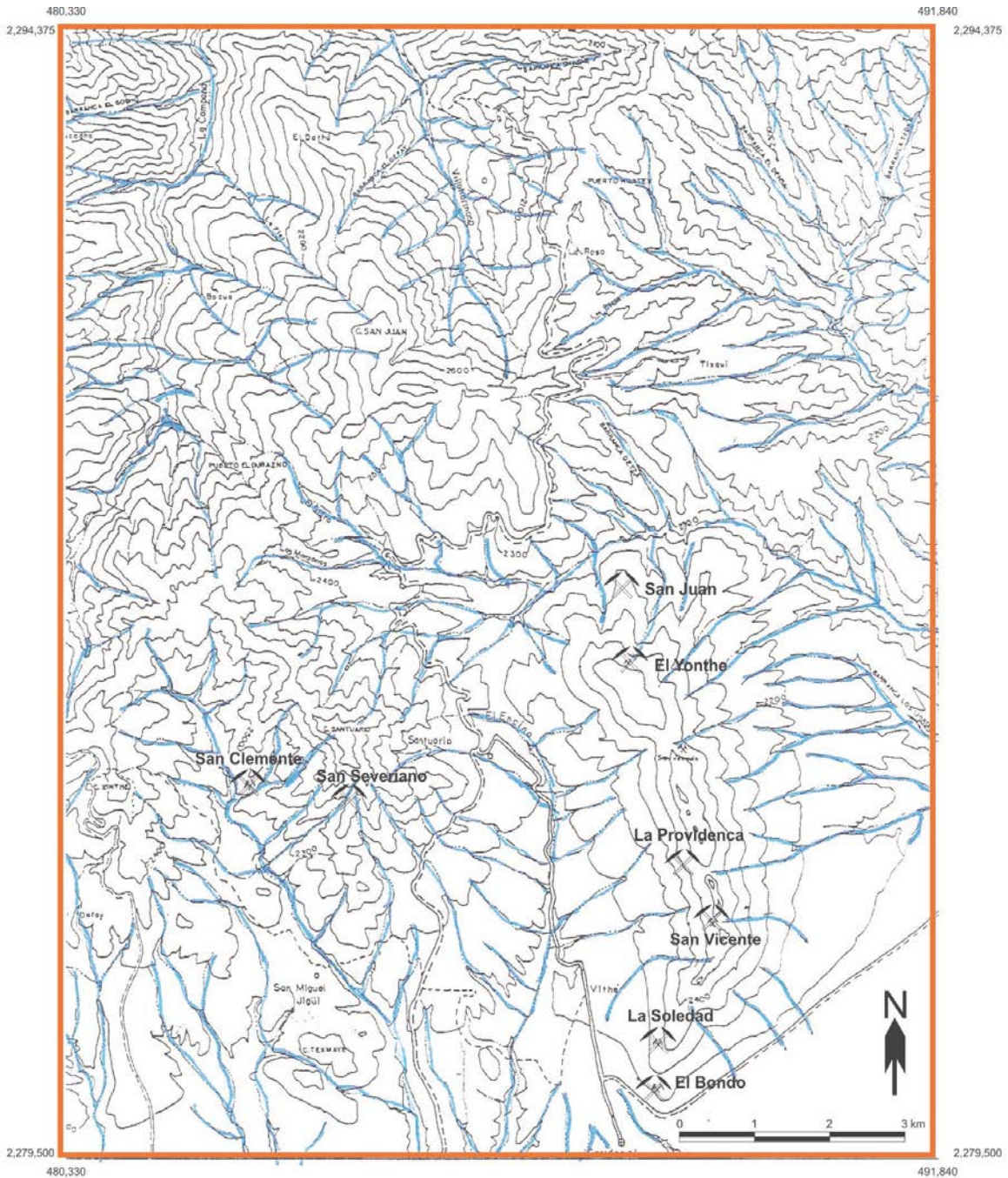


Figura 3.- Mapa hidrográfico de la zona de estudio (INEGI 2001)

En la zona centro, los arroyos El Sídno y Las Manzanas, llevan sus aguas hacia el Este como afluentes de la siguiente serie tributaria; arroyo Salina, arroyo Hondo, río Tolantongo y río Amajac.

En la zona sur los arroyos El Encino y El Decá dirigen sus aguas hacia el sur hasta el arroyo Chicavasco, que guía sus aguas hacia el oeste hasta el río Tula, que a su vez es afluente del río Moctezuma hacia el noroeste.

Los arroyos grandes se caracterizan por tener numerosos afluentes de pequeño desarrollo que van a desembocar a ríos que desagüan en el Golfo de México.

3.- GEOLOGÍA.

3.1 Estratigrafía.

Las rocas sedimentarias del área de estudio están constituidas en general por rocas calcáreas y detríticas que dan lugar a formaciones que han sido ampliamente descritas en gran parte del estado de Hidalgo por diferentes autores (Segerstrom, 1961; Simons, 1951; Wilson, 1963; Carrasco, 1970; el Consejo de Recursos Minerales, 1979; JICA, 1983; Servicio Geológico Mexicano, 2001). Estas formaciones se conocen como Las Trancas-Santuario, Tamabra, Soyatal, y Tarango; además se tienen depósitos aluviales y rocas ígneas extrusivas (Formación Las Espinas) e intrusivas. Las edades de dichas unidades varían desde el Jurásico hasta el presente. Las edades de las rocas ígneas por su parte oscilan desde el Terciario Eoceno (intrusivas) hasta el Terciario Oligoceno- Mioceno (extrusivas) (SGM 2001) (Figura 4).

Conforme a lo establecido en la cartografía de la hoja Tasquillo F14-C69, por el Servicio Geológico Mexicano, mapean como una sola unidad las formaciones Las Trancas y Santuario, dado que en campo es muy difícil distinguir el contacto transicional entre ambas en este trabajo se describen las dos unidades.

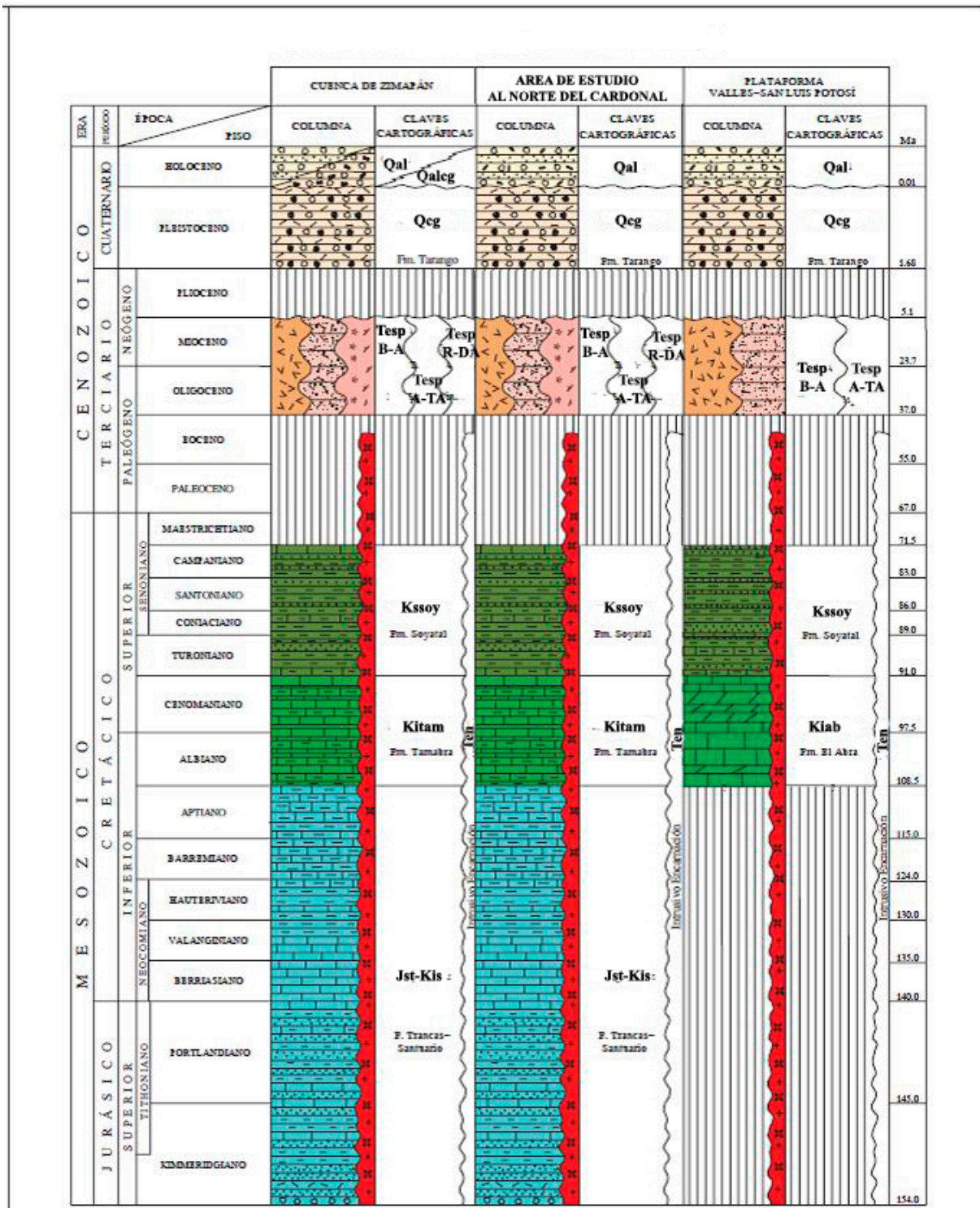


Figura 4. Tabla de correlación estratigráfica cuenca de Zimapán-Plataforma Valles-San Luis Potosí, modificado del SGM 2001—porción norte El Cardonal.

3.1.1. Formación Las Trancas

Definición.- El nombre de Formación Las Trancas fue propuesto por Kenneth Segerstrom en 1961 para la unidad que consiste de lutitas y areniscas de color gris oscuro con intercalaciones de calizas arcillosas, parcialmente piritizadas, incluye capas delgadas de grauwaca y pedernal que se encuentra en el puerto de Las Trancas, cerca del kilómetro 217 de la carretera federal No. 85, entre las poblaciones de Zimapán y Jacala, Hidalgo. En este punto se encuentran afloramientos en los cortes del camino, principalmente de su porción superior pero no aflora la parte inferior; por tanto, el espesor total se desconoce. En la localidad tipo no contiene fauna observable, sin embargo sobre los afloramientos localizados al oriente contienen amonitas del género *paradontoceras* (Segerstrom, K., 1957). Esta unidad es poco resistente a la erosión con tendencia a formar bajos topográficos (figura 5).



Figura 5.- a) Afloramiento de la Formación Las Trancas ubicado en el arroyo de la Campana entre los poblados El Bocua y Cuesta Colorada. b) La misma unidad a 200 metros al norte del poblado de Santuario y hacia el poblado de Tixqui.

Distribución.- La Formación Las Trancas se distribuye en la parte NW del área de estudio, a partir del Puerto Durazno que se localiza a 1.5 km al N-NW de la población de Santuario. La limita al N el poblado de Texcadho, hacia la parte central del área de estudio tiene una amplia distribución desapareciendo en el Puerto El Durazno (mapa geológico). El arroyo La Campana y el poblado El Bocua limitan la Formación Las Trancas al W. Hacia el E de estos puntos se pueden observar sus afloramientos, pasando por el eje del anticlinal hasta el cerro San Juan.

Litología y espesor.- En la región, esta unidad tiene dos miembros, uno inferior que consiste de lutitas calcáreas carbonosas, calizas arcillosas de color oscuro y estratos de arenisca tobácea de composición andesítica (Arteaga, P., 1982), areniscas calcáreas, areniscas impuras, grauwacas y tobas interdigitados. El miembro superior consiste de lutitas y calizas intercaladas.

En el área de estudio está constituida por calizas de color gris a negro en estratos delgados a medianos intercalados con lutitas, que corresponden al miembro superior. El espesor de la formación se desconoce puesto que el miembro inferior no aflora.

Relaciones estratigráficas.- La Formación Las Trancas no expone su contacto inferior, mientras que su contacto superior con la Formación Santuario es transicional.

Ambiente de depósito.- Con base en sus características se concluye que estos sedimentos fueron depositados en mares de aguas profundas y poca energía con notable aporte de terrígenos.

Edad y correlación.- Con base en su posición estratigráfica, en el contenido de amonitas *Paradotoceras* la edad de esta formación va del Kimmeridgiano (Seegerstrom, 1957) al Neocomiano (Arteaga, P. 1982; Restovic, P. 1973, Carrillo, M. y Suter, M. 1982).

Se le correlaciona con la Formación Tamán (Calloviano-Kimmeridgiano) de la Cuenca Tampico-Misantla según Heim (1940) y con la Formación Pimienta Inferior. Ambas han sido identificadas en las cercanías de Tamazunchale, S.L.P. y Huayacocotla, Veracruz.

3.1.2.- Formación Santuario.

De acuerdo a Kenneth Seegerstrom (1962), el nombre de la Formación Santuario se debe a la población del mismo nombre localizado a seis kilómetros al NW de Cardonal, Hidalgo. Se distingue de la Formación Las Trancas por la presencia de capas gruesas de calcarenita y concreciones, como por la ausencia de pedernal. Es poco resistente a la erosión (figura 6).



Figura 6.- a) Afloramiento de la Formación Santuario en el flanco occidental del cerro Cardonal, en el poblado Las Pilas (Yonthe). b) Detalle de la formación mostrando la presencia de concreciones.

Distribución.- La Formación Santuario aflora en el flanco oriental del anticlinal Trancas-Santuario (SGM), a partir del poblado de Santuario en la parte central del área de estudio; sigue al norte por el camino que va al arroyo El Sídno hasta llegar al puerto El Durazno, donde se encuentra el contacto con la Formación Las Trancas; continua hacia el norte hasta el flanco occidental del arroyo La Campana. Se limita al E con el lado occidental del cerro San Juan, en la parte sur a la altura de el poblado Las Pilas (Yonthe).

Litología y espesor.- Está constituida por caliza de color gris oscuro, con grandes concreciones calcáreas e intercalaciones de capas gruesas de calcarenita, lutita filítica y grauwaca. En general la unidad es de estratificación delgada a mediana (10-15cm). El espesor es de 325m (Segerstrom, 1962).

La base de esta unidad no ha sido encontrada, los dos miembros que la constituyen muestran en el campo un cambio gradual, desapareciendo las areniscas en el miembro superior.

Relaciones estratigráficas.- Cubre a la Formación Las Trancas de una manera transicional y concordante; su contacto superior con la Formación Tamabra es concordante y transicional.

Ambiente de depósito.- De acuerdo a sus características litológicas, se concluye que estos sedimentos se depositaron en aguas someras de alta energía cerca de la línea de costa.

Edad y correlación.- Los estudios realizados en amonitas colectadas por Segerstrom en 1955, determinaron que pertenecen a los géneros *Acanthodiscus* o *Distoloceras* y *Olcostephanus*, correspondiéndoles una edad del Valangiano al Hauteriviano inferior.

Se le correlaciona con la Formación Acuitlapán del estado de Guerrero (Fries, 1956) y con la Formación Caliza Chapulhuacan, que es litológicamente distinta (Bondelos, 1956). No se ha encontrado microfauna.

3.1.3.- Formación Tamabra.

Definición.- Heim (1940) asignó el nombre de Formación Tamabra a las rocas de Edad Albiano-Cenomaniano que constituyen una facies mixta en la zona de interdigitación entre las formaciones Tamaulipas Superior (cuena) y El Abra (arrecifal) (figura 7).



Figura 7.- a) Formación Tamabra que aflora en la parte media superior del cerro del Cardonal hacia el norte y b) hacia la parte sur del mismo cerro.

Distribución.- Se encuentra bien distribuida a lo largo de una franja de una anchura promedio de 2,000 metros, que atraviesa prácticamente el área de estudio de norte a sur (mapa geológico).

Su límite en la porción sur es el pueblo de El Cardonal; al norte su límite se encuentra fuera del área de estudio cerca de la población de Jacala; al oeste también está limitada por rocas ígneas de la Formación Las Espinas y por la Formación Las Trancas; al este está limitada por la cabalgadura Nicolás Flores que la pone en contacto con la Formación Soyatal.

Litología y espesor.- La Formación Tamabra está constituida por calizas masivas que cambian a calizas de estratificación mediana intercaladas con bandas de pedernal negro hacia el este, es decir, al subir estratigráficamente. El espesor medido dentro del área de estudio es de 1300 metros.

Relaciones estratigráficas.- Sobreyace concordantemente a la Formación Las Trancas-Santuario y subyace de la misma manera a la Formación Soyatal. En algunas partes está cubierta por rocas ígneas extrusivas o aluvión.

Ambiente de depósito.- Por sus características litológicas se deduce que fue depositada en una zona de talud entre la cuenca y el borde de la plataforma, formándose a partir de la acción directa de las aguas marinas al erosionar el borde arrecifal de la plataforma, apareciendo clastos que sufrieron transporte hacia la parte más profunda. No obstante hubo períodos de turbidez que se desarrollaron en forma intermitente, por la presencia de paquetes calcáreos y bioclastos de aguas profundas y someras respectivamente, en franca alternancia, característica que es propia de esta formación.

Edad y Correlación.- Por su abundante contenido faunístico (Toucacia, Actaeonella, Pitonella, etc) se le ha asignado una edad que comprende del Albiano al Cenomaniano Inferior (Segerstrom, 1961).

La Formación Tamabra se puede correlacionar con la Formación Tamaulipas Superior de facies de cuenca, así como con la Formación El Abra de facies de plataforma.

3.1.4.- Formación Soyatal.

Definición.- La Formación Soyatal de acuerdo con Wilson et al. (1955) está conformada por calizas arcillosas de color gris oscuro, en capas de espesor mediano a delgado sin pedernal. El nombre de Formación Soyatal se debe a los afloramientos observables en un pequeño campo minero de antimonio de ese nombre, ubicado 48 Km al noreste de Zimapán, Hidalgo.

En una barranca profunda al sur de Defay, Hgo. se encuentra un afloramiento de los estratos superiores de la Formación Soyatal (figura 8).



Figura 8.- a y b) Formación Soyatal que aflora en la entrada del barrio de Tixqui.

Distribución.-Sus afloramientos presentan las mismas características morfológicas que las Formaciones Tamabra y Las Trancas, forma una franja de poco menos de 8,000 metros de ancho orientada de norte a sur y que atraviesa prácticamente toda el área de estudio. La limita al sur el poblado Cardonal y la mina El Bondo; también está limitada al noreste por la cabalgadura Aguacatlán que hace contacto con rocas calcáreas dolomitizadas de la Formación El Abra, pasando antes por el anticlinal Cieneguilla y la barranca El Aguacate por donde pasa el sinclinal El Aguacate mismo que se encuentra fuera del área. Al oeste se limita por las rocas volcánicas y al este la limita el conglomerado polimíctico Tarango y al sureste depósitos de aluvión.

Litología y espesor.- Está constituida por una alternancia rítmica de calizas arcillosas o margas, calizas micríticas de color negro y lutitas calcáreas. La secuencia está muy deformada, con frecuencia presenta pliegues en chevrón.

Relaciones estratigráficas.- Sobreyace en forma concordante a la Formación Tamabra, subyace discordantemente a rocas Ígneas extrusivas y en ocasiones está cubierta por depósitos de terraza y aluviales.

Ambiente de depósito.- Por sus características litológicas y contenido faunístico se manifiesta un ambiente de depósito cercano a la costa con aporte de terrígenos.

Edad y correlación.- Los fósiles representativos son *Inoceramus Labiatus* y *Globotruncana* entre otros, que le dan a esta formación una edad del Turoniano al Maestrichtiano.

Se le correlaciona con la parte inferior de la Formación San Felipe, con la Formación Agua Nueva, con la mayor parte del Grupo Xilita y con la Formación Mezcala (Bondelos, 1956 y Bonet, 1956).

3.1.5.- Formación Tarango.

Definición.- Fue nominada por Segerstrom (1961), de acuerdo a la población de ese nombre que se encuentra ubicada en la orilla suroeste de la Cuenca de México, a 4 km al SW de Mixcoac, D.F., donde afloran tobas, brechas y gravas volcánicas de origen aluvial y delgadas capas de pómez, todas parcialmente litificadas.

La Formación Tarango puede encontrarse en pequeños afloramientos en las inmediaciones de Acoscatlán y Eloxochitlán, Edo.de México, pero puede verse en grandes afloramientos al sur del Edo de Hidalgo, especialmente al norte de Zumpango, cerca de Pachuca.

En general está constituida por conglomerados, limolitas, areniscas, lutitas y escasas tobas arenosas; presenta grietas de desecación, estratificación cruzada y paleocauces. Se originó como relleno de cuencas cerradas (figura 9).



a



b

Figuras 9.- a y b) Afloramientos de la Formación Tarango en la parte central del área, entre los poblados El Buena y El Defay.

Distribución.- Aflora principalmente al sur del área de estudio desde El Cardonal hasta el poblado Santuario y cubre el área en los flancos este y oeste.

Litología y espesor.- Dentro del área se presentan horizontes de conglomerados polimícticos que descansan sobre horizontes arcillosos; en partes afloran lenticulas de alteración argílica de color verde. Con base en las diferencias de elevación topográfica de sus afloramientos se estima un espesor visible de 70 a 200 metros, dependiendo de la topografía de la zona.

Relaciones estratigráficas.- Sobreyace en discordancia angular sobre formaciones mesozoicas; su contacto superior no se observó pero se supone que está cubierto por depósitos aluviales del Cuaternario Inferior.

Ambiente de depósito.- Representa el relleno de valles y cuencas lacustres cerradas acompañadas por una intensa actividad ígnea.

Edad y correlación.- Por su posición estratigráfica y contenido faunístico, se le asigna una edad del Plioceno Superior al Cuaternario Inferior.

3.1.6.- Depósitos recientes

Están constituidos por terrazas, piamonte, suelos aluviales y residuales, así como antiguos depósitos de abanico aluvial, que en algunos casos han sido denominados como formaciones y que si bien son cartografiables, su extensión es muy limitada; éste es el caso de los conglomerados Zimapán y Daxhi, nombrados por Simons (1956) cerca de la ciudad de Zimapán. En general todas estas unidades están constituidas por gravas y arenas parcialmente consolidadas y cubiertas en ocasiones por una costra de caliche; la composición de los fragmentos varía de acuerdo con la localización de los depósitos.

Los suelos residuales están formados principalmente por arcillas y por productos de la descomposición de las rocas ígneas al sur y al norte; en la localidad de El Dothu se tiene un suelo residual de color rojo por oxidación de minerales máficos.

3.1.7.- Rocas Ígneas.

Existen en el área rocas ígneas de composición, textura y forma variadas; se encuentran derrames andesíticos, pórfidos riolíticos y rocas piroclásticas; las dos primeras pueden tener relación con la mineralización metálica que se observa en algunos sectores.

En la parte norte del área, al este del poblado Villahermosa, aflora un dique con una longitud aproximada de 2 km y ancho de 100 metros; la roca es de color pardo, alterada, deleznable y textura porfídica; contiene esencialmente plagioclasas alteradas a sericita y biotita. Esta roca se clasificó como microdiorita. (Anexo de Petrografía muestra VH3, VH3') (figura 10) (mapa geológico anexo).



Figura 10.- Dique microdiorítico localizado sobre la carretera en el puerto El Huatey.

En la parte noroccidental del área de estudio, en la cercanía del poblado Cuesta Colorada, se observa un afloramiento de una roca color oscuro, con una estructura compacta, masiva, textura porfídica; como minerales se observan plagioclasas y máficos; la roca se clasificó como una andesita de augita (Anexo de Petrografía muestra CC-1).

A 2 kilómetros hacia el SE del afloramiento anterior, está presente una roca color gris claro, de estructura compacta y textura porfídica, en la que se observan plagioclasas, máficos, calcita y pirita; el estudio al microscopio describe una alteración intensa (80%), principalmente de calcita; se determina un origen ígneo intrusivo de poca profundidad y se clasifica como una microdiorita alterada por soluciones hidrotermales (Anexo de Petrografía muestra CC-5).

En la parte sur-central del área de estudio a 500 metros del poblado de San Miguel Jigüi, aflora una roca color verde de estructura compacta y textura afanítica, con plagioclasas, máficos, óxidos de hierro y carbonatos de cobre. Al microscopio se observa mineralización intensa de cobre y se le clasifica como andesita (Anexo de Petrografía muestra Ji-1).

A 1.5 kilómetros al E del poblado El Buena existe un afloramiento de una roca de color blanco, con estructura compacta y textura fanerítica de grano fino, presenta cuarzo, biotita, feldespato potásico y hematita. Esta roca se clasifica como un microgranito que corresponde al intrusivo Encarnación (mapa geológico anexo) (Anexo de Petrografía muestra BU-1).

En la zona sureste del área, en la parte media del cerro Cardonal, aflora un dique que atraviesa la estructura sedimentaria del cerro El Cardonal de oeste a este, con una longitud aproximada de 200 metros y ancho de 20 metros; la roca es de color pardo, estructura masiva, alterada y de textura porfídica, formada por un intercrecimiento cuarzo- feldespático; contiene

cuarzo, pertita, magnetita y ferromagnesianos alterados. Esta roca se clasificó como un microgranito (Anexo de Petrografía muestra M-2).

3.2.- EVOLUCIÓN TECTÓNICA.

Los elementos paleogeográficos del Mesozoico en el oriente de México constituyen factores que controlan la sedimentación y el tipo de deformaciones tectónicas existentes (Morán Zenteno, 1984), encontrándose entre los principales la Cuenca de México, la Plataforma Valles-San Luis Potosí, la Península o Isla de Coahuila, la Península o Archipiélago de Tamaulipas y el antiguo Golfo de México.

La base de la columna estratigráfica de la región está constituida por la Formación Las Trancas, la que pertenece al Jurásico; cuando la zona estuvo cubierta por las aguas marinas en su totalidad durante el Kimmeridgiano y Portlandiano, la línea de costa se ubicaba al oeste del área y cerca de ésta, la tierra positiva bastante elevada, constituyó la fuente de sedimentos hacia la cuenca de depósito.

La alternancia de lutitas y calizas indica un ambiente de depósito en un mar de poca profundidad con transgresiones y regresiones determinadas por movimientos epeirogénicos. Asimismo, la ausencia de sedimentos hasta el Aptiano Medio indica un periodo de regresión, con el consecuente no depósito o bien de erosión.

A partir de la parte media del Aptiano el área es nuevamente invadida por las aguas que formaron un espacio de sedimentación hasta finales del Albiano; en este tipo de ambiente se deposita la Formación Tamabra, constituida por una estratificación masiva de caliza. Posteriormente a partir del Albiano Superior hasta la mitad del Cenomaniano se presenta un cambio en la estratificación ya que el área se encontraba en un ambiente de regresión.

Nuevamente el área sufre otra transgresión a mediados del Cenomaniano hasta el final del Turoniano, se depositan sedimentos que forman estratos medianos de caliza con frecuentes intercalaciones de pedernal negro.

La Formación Soyatal continuó su depósito sin interrupción desde el Turoniano hasta el Campaniano. Esta formación está constituida principalmente de lutita alternada con limolita, arenisca y marga. La frecuencia con que se repite la transgresión y regresión es característica de ese tiempo; precisamente, la relación estratigráfica entre las Formaciones Soyatal y Tamabra es transicional debido a este fenómeno.

A finales del Mesozoico se presentan las primeras manifestaciones de la Orogenia Laramide que dura según Shafiquillah, et al (1980) entre el intervalo de 75 y 50 ma. Sin embargo Suter (1984), enmarca a las deformaciones compresionales regionales entre 70 y 60 ma, expresándose con el depósito de sedimentos de tipo "flysh" (lutitas y margas interestratificadas con calizas), producto del levantamiento de las tierras positivas, dando como consecuencia un incremento del volumen del material clástico.

El máximo período de deformación orogénica (fines del Maestrichtiano y principios del Paleoceno) ocasiona deformaciones compresionales intensas, llegando a formar algunas cabalgaduras, como por ejemplo la cabalgadura Nicolás Flores. Las tierras emergidas sufren una intensa erosión que dan origen a sedimentos fluvio-lacustre de tipo molassas producto de la denudación de las rocas mesozoicas.

Desde el Paleoceno en condiciones sinorogénicas tardías se emplazan troncos de naturaleza granítica, como lo son los cuerpos plutónicos asociados a la mineralización en Zimapán, los que aprovecharon las zonas de debilidad producidas por el plegamiento y fracturamiento de las rocas mesozoicas preexistentes.

La actividad ígnea está representada por un microgranito principalmente y por diques andesíticos y en menor proporción tobas de la misma naturaleza; el microgranito probablemente pertenezca al Oligoceno, entre 25 y 35 millones de años (Carrillo y Suter, 1982). Los depósitos minerales pirometasomáticos-hidrotermales existentes en el área, se desarrollaron en relación íntima con estas rocas.

Es posible resumir entonces, los siguientes episodios tectónicos para la región (Carrillo y Suter, 1982):

Un período de fallamiento normal de edad Jurásico Temprano a Cretácico Tardío, durante el depósito de la Formación Las Trancas.

La Orogenia Laramide, período en el cual se desarrollan los grandes pliegues y cabalgaduras durante el Paleoceno- Eoceno Temprano y el emplazamiento de cuerpos plutónicos. Las estructuras son controladas también por la litología y espesor de las rocas sedimentarias del Cretácico.

Un período en el que se desarrollan fosas tectónicas como la de El Cobrecito, produciéndose fallas que desplazan a la cobijadura de Jiliapan (aproximadamente 30 kilómetros al NNE de Zimapán).

Una fase compresiva menor, posterior al depósito de la Formación Las Espinas, dando origen a pliegues suaves de la misma formación con dirección semejante a la de los pliegues laramídicos.

Un período de fallamiento normal que forma sierras y cuencas produciendo basaltos de fisura que llegan a formar mesetas representado por la Formación Atotonilco, al SE de Zimapán.

Con base en las deformaciones existentes, sobre todo el tipo de plegamientos dúctiles en las calizas de la Formación Tamabra, Carrillo y Suter, (1982) postulan la necesidad de la existencia de grandes cabalgaduras que hayan desplazado grandes espesores de sedimentos.

Desde el Cenomaniano hasta fines del Plioceno tuvo lugar el emplazamiento de grandes batolitos. La evidencia de esta fase en la región serían los emplazamientos de

grandes troncos o “stocks” de diferente composición (granítica, diorítica, etc.); muchos de los cuales intrusaron a calizas neocretácicas (Cretácico Inferior), alojándose por ejemplo yacimientos de hierro por metamorfismo de contacto (Restovic, I., 1973).

En la fase orogénica laramídica y al principio y a la mitad del Eoceno producto de la compresión, los sedimentos fueron deformados produciendo plegamientos y corrimientos. Esta deformación ha sido denominada “Orogenia Hidalguense” por Z. de Cserna (1960); el nombre “Hidalguense” se debe a una gran variedad de estructuras formadas durante esta Orogenia y que pueden ser observadas en excelentes exposiciones en el estado de Hidalgo. Inmediatamente después se produce la fase tafrogénica o de fallamiento en bloques que está acompañada de una acumulación de clásticos post-orogénicos o molassas, marinas y continentales.

Hacia el final de esta fase, se manifestó en la región una subsecuente actividad ígnea extrusiva. Extensos derrames volcánicos cubrieron una gran parte del área, específicamente la parte SE acompañada de algunas intrusiones. Estos fenómenos se relacionan con la subducción de la placa Oceánica Farallón bajo la placa Continental americana.

A fines del Terciario al Cuaternario se acumularon depósitos lacustres en cuencas estructurales, principalmente al sur del área estudiada.

Conviene precisar que durante el Cretácico Tardío- Mioceno Temprano, a lo largo del margen occidental de México, se manifestó la amalgamación de diversos terrenos que asimismo llegaron a conformar parte de la placa de Norteamérica. Dichos terrenos ocuparon el lado interior de la trinchera en donde la litósfera oceánica de la placa de Farallón fue subducida en el Cretácico-Paleógeno, fenómeno que produjo magmatismo, acreción y la orogenia Larámide. Así pues, del Cretácico Tardío al Mioceno Temprano, en un intervalo de aproximadamente 80 millones de años, se manifestó en el norte y centro de México el emplazamiento de numerosos y diversos tipos de yacimientos metalíferos, cuya gran mayoría muestra relaciones espacio-temporales, con la subducción que evolucionó hacia el este por cientos de kilómetros, para posteriormente retroceder hacia la costa oeste durante el Mioceno Temprano (Clark, K.F. y Fitch D.C., 2009).

Las vetas de fisura que contienen las asociaciones de Ag- Au y Pb- Zn- Ag- Cu tienen una distancia entre ellas de 70 y 120 kilómetros dentro del arco magmático en un intervalo de 350 a 650 kilómetros de la paleotrinchera, siendo localizado dentro o debajo del paquete andesítico, que cubre o es intrusionado por fases plutónicas.

Los depósitos de Zn, Pb y Ag están en los mantos de las calizas de edad mesozoica en estratos o chimeneas que pueden estar relacionados a diques riolíticos localizados a 630 kilómetros o más de la trinchera original. En general, la asociación Pb-Zn-Ag se encontró en mantos, depósitos de metamorfismo de contacto y en vetas que cubren una amplia región del norte de México.

3.3.- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.

La secuencia estratigráfica del área de estudio manifiesta intenso plegamiento y fallamiento, además se encuentra afectada por intrusiones y parcialmente cubierta por rocas volcánicas, lo cual dificulta su interpretación.

Casi todas las estructuras tanto de las rocas cretácicas como de la mayoría de las rocas terciarias tienen un rumbo promedio predominante N-NW, cuya expresión fisiográfica es la Sierra Madre Oriental.

Las estructuras formadas en las rocas del Cretácico Inferior son producto de la Orogenia Laramide, éstas constituyen extensas cabalgaduras que llegan a tener traslapes de 2 a 3 km, desarrolladas al oriente del banco calcáreo El Doctor y en los linderos de la Plataforma Valles –San Luis Potosí. En tanto, las rocas depositadas en cuenca e interior de plataforma, exhiben pliegues en su mayoría paralelos, abiertos y cerrados, asimétricos hacia el SW (Carrillo y Suter, 1982).

Otros rasgos estructurales dominantes a nivel regional corresponden al intenso plegamiento de fines del Cretácico (Laramídico), tiempo en que se desarrollaron pliegues de orientación NW-SE; tal es el caso del anticlinal Trancas-Santuario, el cual se encuentra en el área de estudio; ésta es una estructura de tipo anticlinal recostado hacia el NE. Su eje se localiza entre los poblados Texcadho, Bocua al norte del área y el cerro San Juan pasa por la Falla el Defay terminando en el poblado El Vithe en el sur.

Las estructuras laramídicas son afectadas por esfuerzos de tensión que originan un sistema de fallas de orientación preferencial NE-SW; dicho sistema de fallas y fracturas es premineral y aproximadamente paralelo al eje de la estructura.

Este sistema sirvió de control estructural durante el emplazamiento de la mineralización; la presencia de un segundo sistema de fallas muestra evidencias de una reactivación de los esfuerzos tectónicos, la región está marcada por el desarrollo de fallas y fracturas con una orientación preferencial E-W (SGM, 2001). El sistema de fallas W-E establecen el control sobre el emplazamiento de cuerpos ígneos hipabisales, diques y domos.

La parte media del cerro Cardonal está afectada por un microgranito, posiblemente del Oligoceno que atraviesa la estructura transversalmente con una orientación E-W. Hacia el sur del dique, se constata que el cerro sufrió un movimiento lateral con una orientación al suroeste.

4.- YACIMIENTOS MINERALES.

INTRODUCCIÓN.

Desde el punto de vista de las provincias metalogénicas, la zona de El Cardonal se encuentra dentro de la provincia de la Sierra Madre Oriental, según Salas (1975) y está relacionada con las rocas intrusivas terciarias de naturaleza diorítica que afectan a las rocas sedimentarias cretácicas.

El área en estudio se caracteriza por presentar rasgos geológicos favorables para la ocurrencia de yacimientos minerales de Pb, Ag, Zn, Au y Cu; todos de interés económico. A finales de los años 70's la región de El Cardonal fue motivo de exploración, mediante un convenio de cooperación entre México y Japón, gran parte de lo expuesto en este capítulo ha sido tomado y modificado de los informes generados por el entonces Consejo de Recursos Minerales correspondientes a dicho convenio.

Dos zonas son las que han recibido mayor atención y han sido explotadas a baja escala durante diversas épocas, una es denominada Providencia caracterizada por estructuras vetiformes que arman en rocas calcáreas con mineralización de plomo y zinc, la otra es la zona San Clemente con mineralización diseminada de oro en rocas riolíticas.

A continuación se describen cada una de las zonas mineralizadas que quedan comprendidas dentro del área de estudio

4.1.- ZONAS MINERALIZADAS

4.1.1.- ZONA LA PROVIDENCIA.

I.- Localización.

La zona mineralizada La Providencia se localiza a 7 kilómetros al norte del poblado El Cardonal, en el estado de Hidalgo, en donde numerosos cuerpos de tipo relleno de cavidades en forma de mantos, bolsadas, a veces de origen kárstico, así como relleno de fracturas y fallas, están comprendidos en un área de 8,000 m por 1,000 m; destacan entre estos cuerpos los reconocidos en las minas La Providencia, San Juan, Yonthe, San Vicente, La Soledad y el Bondo, en las que se pueden observar numerosos tajos producto de una explotación a baja escala, así como más de 800 m de obras mineras subterráneas.

El centro de la zona Providencia se encuentra en las coordenadas UTM 14Q, 487814 Este, 2285775 Norte.

II.- Forma de los cuerpos mineralizados.

La forma de los cuerpos mineralizados es irregular en los lugares donde se encuentra relleno de estructuras paleocársticas y tabular donde la mineralización sigue zonas de falla con orientación preferencial N30°W. Por lo general la mineralización se presenta alojada en una brecha calcárea que incluye fragmentos angulosos de caliza de hasta 1 m de diámetro donde el cementante está constituido principalmente por óxidos de hierro, zinc y en menor proporción de plomo con abundantes minerales arcillosos.

Los cuerpos irregulares tienen dimensiones que varían desde unos cuantos centímetros hasta decenas de metros, mientras que los cuerpos tabulares tienen una longitud que va de decenas a centenas de metros con un espesor que varía de unos centímetros hasta casi 2 metros.

En mucho menor proporción se ha observado mineralización relacionada con brechas de falla, diseminada en zonas de cizalla y mantos a lo largo de la estratificación.

Gran parte de las minas de esta zona se ubican a lo largo de la misma estructura mineralizada, la cual está asociada a una falla con forma de arco y con dirección prácticamente Norte-Sur, presenta una comba hacia el Este y se le puede seguir a lo largo de 7 kilómetros. El echado promedio de la estructura mineralizada es de 80° al Este y en su extremo norte se ramifica en forma de cola de caballo y mantos mineralizados con espesores que varían de 1 a 30 metros.

El Consejo de Recursos Minerales (2001), considera que esta estructura se encuentra activa debido a que se han registrado numerosos sismos no asociados con los movimientos de las placas tectónicas.

Las principales características de las minas más importantes se resumen a continuación.

Mina San Juan:

Consiste en una estructura vetiforme cuya potencia varía de 2 a 4 metros, su rumbo general es de N10°E y presenta valores de 3.96% de Zn y 5.3% de Pb (JICA, 1982).

Mina Yonthe:

Representa la posible continuación, al sur, de la veta San Juan, en una veta falla que tiene un rumbo de N23°W con echado de 60° al SW con espesores que oscilan de 2 a 4 metros; el muestreo realizado por el Consejo de Recursos Minerales (2001) reporta, 2.56% de Zn, 4.70% de Pb y 11 g/ton de Ag.

Mina La Providencia:

Se encuentra en la porción sur del cerro El Cardonal y es sin duda la mina que mayor desarrollo ha tenido en la zona, en ella se puede observar una veta que tiene un rumbo general N5°W con un espesor promedio de 1.5 metros, dentro de esta estructura se han desarrollado "bolsones" que llegan a cubrir áreas de 70 por 70 metros con una potencia promedio de 5 metros. Los contenidos metálicos varían a lo largo de las estructuras mineralizadas; JICA (1982), reporta valores de 7.86 a 35.8% de Zn, 0.63 a 1.26% de Pb y hasta 42 g/ton de Ag. Por otra parte el Consejo de Recursos Minerales (2001) indica que se tienen valores en superficie de 0.74% de Zn, 4,8% de Pb y 20 g/ton de Ag.

Mina San Vicente:

Se encuentra en el extremo sur del cerro El Cardonal y según el Consejo de Recursos Minerales (2001) pudiera representar el extremo meridional de la veta que siguen las minas San Juan y Yonthe, aunque su espesor es de hasta 5 metros. El muestreo superficial realizado por dicho organismo arroja, 0.74% Zn y 3.10% de Pb.

Mina La Soledad:

Al igual que las anteriores, se encuentra en la porción sur del cerro El Cardonal, consiste en una veta con rumbo general N7°W y un espesor promedio de 2.5 metros. JICA (1982) señala valores de 7.03% de Pb y de 5.45 a 18.2% de Zn, por su parte el Servicio Geológico Mexicano reporta contenidos en superficie de 0.74% de Zn y 3.1% de Pb.

Mina El Bondo:

También se localiza en el extremo sur del cerro El Cardonal, se trata de una veta con dirección general N23°W y con inclinación de 48° al SE, su potencia es variable pero se considera de un metro en promedio; dentro de la veta se tienen “bolsadas” que alcanzan los 13 metros de diámetro, los resultados del muestreo realizado en superficie por el Consejo de Recursos Minerales (2001) muestran contenidos de 1.0% de Zn y 1.19% de Pb.

III.- Rocas encajonantes y alteraciones.

Las rocas encajonantes corresponden a las rocas calcáreas de la Formación Tamabra, la que se presenta a manera de bancos o en estratos de espesor medio con intercalaciones de bandas de pedernal.

La principal alteración observada en la roca encajonante es la oxidación y escasa silicificación.

IV.- Paragénesis y alteraciones.

La mineralización consiste principalmente de óxidos de fierro tales como hematita, goethita, limonita y jarosita, con carbonato de plomo (cerusita), carbonato de zinc (smithsonita) y silicato de zinc (hemimorfita), los que representan la zona de oxidación; no se han observado sulfuros primarios. En los trabajos del Consejo de Recursos Minerales (1983) se reconoce la siguiente asociación Pb - Ag - (Zn-Au-Cu).

Todas las estructuras mineralizadas presentan una alta oxidación, las que suelen formar zonas de “gossan” de color pardo rojizo, se presentan escasas vetillas reticulares de cuarzo y la roca encajonante tiene una débil alteración hidrotermal.

V.- Origen de la mineralización y su importancia en la exploración.

La paragénesis observada en estos depósitos corresponde principalmente a minerales supergénicos, es decir formados por la oxidación de los minerales primarios. No obstante, las texturas y estructuras presentes indican de manera clara un proceso de relleno de cavidades por soluciones ascendentes de baja temperatura, tanto de zonas paleokársticas como a lo largo de fallas y fracturas.

Al norte de la zona Providencia afloran apófisis de diorita, y numerosos diques microdioríticos, que pueden corresponder a manifestaciones de un cuerpo intrusivo a profundidad; Dichas rocas estuvieron relacionadas en gran parte con el proceso de mineralización. Las soluciones hidrotermales fluyeron a través de fallas y fracturas, hasta

llegar a zonas favorables para el depósito de la mena, como son las rocas calcáreas de la Formación Tamabra. De acuerdo con el Consejo de Recursos Minerales (2001) la mineralización es de origen hidrotermal, específicamente mesotermal con una fuente de los fluidos hidrotermales relativamente lejanos.

El potencial económico de la zona no se conoce con certeza, por lo que se recomienda realizar entre otros, estudios de inclusiones fluidas, con la finalidad de determinar con exactitud en qué zona del sistema hidrotermal se encuentran las manifestaciones de mineralización y poder predecir si la mena continúa a profundidad. Por su parte, el Consejo de Recursos Minerales (2001) considera que la zona de Providencia es la de mayor importancia de la región, ya que presenta mejores posibilidades de contener reservas, porque se espera que a profundidad se tenga una zona de sulfuros primarios con valores económicos dadas las dimensiones que presentan las estructuras mineralizadas en superficie, por lo que mencionan un potencial de al menos un millón de toneladas.

4.1.2.- ZONA SAN CLEMENTE

I. Localización.

La zona mineralizada San Clemente se localiza a 4 km al oeste del poblado de Santuario, en el estado de Hidalgo; comprende una superficie de 1.2 km², las coordenadas UTM del centro de dicha área son 14Q, 482914 Este y 2284475 Norte.

La zona mineralizada de oro-plata está distribuida en una extensión de 300 m por 600 m y se ubica en la parte oeste-centro del domo riolítico de San Clemente.

En San Clemente existen numerosas catas y tajos de dimensiones reducidas muy cercanas entre sí, las cuales se han explotado a pico y pala en diversas épocas.

II. Forma de los cuerpos mineralizados.

La zona mineralizada San Clemente comprende una extensión de 300 metros en dirección Norte-Sur y 600 metros en dirección Este-Oeste, cubriendo la porción centro occidental del cerro Santuario, constituido como ya fue indicado, por un domo de naturaleza riolítica; en el extremo oriental de dicha zona se encuentra la mina San Severiano, mientras que en el extremo poniente la mina San Clemente; desde un punto de vista general la mineralización se encuentra distribuida en forma de cuerpos irregulares, en sectores donde la mineralización de oro se encuentra diseminada dentro de la roca riolítica y con sectores donde la mineralización ocurre dentro de un fino vetilleo tipo stockwork.

La mineralización diseminada es muy difícil de observar en campo, debido a que el tamaño de los cristales de oro es micrométrico; no se tienen evidencias de alteraciones hidrotermales avanzadas en la roca huésped, como presencia de vetillas de cuarzo, silicificación o carbonatación, las que son comunes en otros depósitos de oro.

La mineralización de oro que ocurre en forma de stockwork se presenta en zonas poco argilitizadas, a lo largo de algunos sistemas de juntas conjugadas y en ocasiones a modo de una red irregular.

Las dimensiones de los cuerpos mineralizados son muy variables, como se aprecia en las antiguas obras mineras; por ejemplo, en la mina San Severiano se tienen dos tajos, el primero de 10 X 40 metros y el segundo de 30 X 40 metros, así como dos socavones de 5 metros de longitud.

III. Roca encajonante y alteraciones.

El cerro Santuario está constituido principalmente por riolitas, el Consejo de Recursos Minerales (2001) reconoce brecha tobácea riolítica, riolita compacta y domo riolítico. La mineralización se localiza principalmente en la unidad denominada "domo riolítico"; esta roca está constituida por una textura holocristalina porfídica, con cristales de cuarzo y sanidino contenidos en una matriz conformada por un fino intercrecimiento de cuarzo y feldespato, así como escasos ferromagnesianos alterados a óxidos de hierro. Al microscopio se observa cuarzo, pertita y sanidino como minerales esenciales, magnetita y ferromagnesianos alterados como minerales accesorios, hematita, limonita, sericita y clorita como minerales secundarios, la matriz consiste principalmente de intercrecimientos de cuarzo y feldespato potásico microcristalino, lo que sugiere una fuente de tipo calcoalcalino típica de magmas postorogénicos.

Las zonas donde se tienen valores de oro contenidos en finos sistemas de fracturamiento se presenta una débil alteración argílica, con presencia de montmorillonita e illita y en ocasiones con escasa silicificación. En las zonas donde el oro se presenta diseminado dentro del pórfido riolítico se llega a presentar una ligera silicificación sólo observable en lámina delgada (Consejo de Recursos Minerales, 2001). Como alteración supergénica se llega a presentar una ligera oxidación, sobre todo en las zonas que presentan finas fracturas.

En superficie se observa que el domo riolítico presenta un fuerte fracturamiento en red, el que está relleno por cuarzo con pirita muy finamente diseminada la que contiene valores de oro muy erráticos en distancias muy cortas. Se midió la orientación de las fracturas logrando definir tres familias, la primera tiene una orientación general N80°E y echados que varían desde 80° NW hasta 70° SE; la segunda tiene un rumbo promedio de N5°W con echados que van de 70°NE a 80°SW; la tercera corresponde a una orientación promedio de 77°NW con echados de 80°NE hasta 90°, aparentemente la distribución de los valores de oro no muestra preferencia por alguno de los sistemas de fracturamiento reconocidos.

IV. Paragénesis y alteración supergénica (zoneamiento).

La paragénesis consiste principalmente de oro nativo y electrum con asociaciones de óxidos de hierro y manganeso.

Como ya fue precisado, la mineralización de oro se presenta en zonas levemente argilitizadas, a lo largo de algunos sistemas conjugados de juntas o fracturas, así como en zonas donde la riolita se presenta compacta con una fina retícula tipo stockwork donde se encuentran diseminados finos cristales de oro y además sulfosales complejas de plata, cobre, telurio, antimonio y plomo como componentes principales y bismuto, selenio, arsénico, níquel y hierro como accesorios. Es notable la ausencia de alteraciones hidrotermales como vetillas de cuarzo (silicificación) y carbonatación, típicas de los yacimientos de oro.

JICA (1983) realizó estudios de caracterización de la mineralización de oro y define que este está presente como granos irregulares en forma de papa sin caras cristalinas, su tamaño varía de 0.05 a 0.2 mm, se observa sobre una película de hematita de color pardo a lo largo de las aristas de juntas pequeñas o en una red de finas fisuras. Se tienen granos de oro de 0.05 mm en una red de venas de arcilla gris verdosa (montmorillonita y caolinita) con hematita cortando la parte fracturada de la riolita porfídica; ambos tipos de granos presentan color dorado. El análisis químico cuantitativo de los granos de oro revela una relación de 66% de oro y 34% de plata por lo que consideran que su composición corresponde al electrum; este tipo de mineralización se encuentra principalmente en la mina San Severiano. Con relación a la mineralización diseminada de oro presente en la mina San Clemente, JICA (1983) realizó un concentrado de minerales pesados obtenidos en muestras de canal, la caracterización de dichos minerales señala que son de color gris plata oscuro, lustre metálico y con forma de papa y corresponden a sulfosales complejas de plata con pequeñas cantidades de oro accesorio, en los sitios donde se colectaron las muestras con altos valores no se observan sistemas de juntas, alteración hidrotermal u otros signos que indiquen la presencia de mineralización.

Durante el convenio de cooperación para la exploración minera del área Pachuca-Zimapán por parte de Japón y México (JICA, 1983), se realizaron algunos barrenos en la zona y se observó que para el caso de las sulfosales de plata, principal depósito mineral, los contenidos de plata tienden a incrementarse a profundidad dentro de la riolita; estos barrenos cortaron la base del domo y alcanzaron un conglomerado constituido por clastos de materiales tobáceos que contiene mineralización de cobre, plomo y zinc, presentándose pirita, esfalerita y galena como fases principales, así como calcopirita, tetraedrita, magnetita, hematita y goethita como fases accesorias. Sin embargo los contenidos de mineral son muy erráticos a lo largo del barreno.

La oxidación supergénica está desarrollada a lo largo de fracturas y fisuras en la riolita, donde se observan precipitaciones de óxidos de hierro; en las periferias de las fracturas y fisuras se desarrolla un halo de color pardo de óxidos de hierro.

V.- Origen de la mineralización y su importancia en la exploración.

La paragénesis consiste esencialmente de oro nativo, electrum y sulfosales de plata en la zona superficial del domo riolítico; a profundidad y dentro del domo se incrementa el

contenido de plata y por debajo del domo se tienen minerales de plomo, zinc y cobre en un conglomerado constituido por clastos de materiales tobáceos, por lo que se define un zoneamiento vertical; la mineralización es por ende de origen hidrotermal de baja temperatura.

Se considera que el origen de los metales procede del magma. En una etapa tardía de su cristalización, la porción superior del sistema magmático se enriqueció en fluidos mineralizados, esta fase fue emplazada a niveles superiores dando lugar a la formación del domo riolítico con zonas con mineralización diseminada y zonas de microfracturas con mineralización, algunas de estas últimas estuvieron relacionadas con el proceso de enfriamiento, otras se originaron por los esfuerzos generados durante su emplazamiento, así como por los esfuerzos regionales postmagmáticos.

La zona de San Clemente ha sido intensamente estudiada por el CRM y por JICA (1982), con resultados desalentadores; sin embargo, se sabe que los barrenos realizados por El CRM alcanzaron una profundidad de 300 metros en donde se reconoció mineralización de plomo y zinc, por lo que no hay que descartar que se presente mineralización económica de estos elementos a profundidad, además de metales preciosos donde la litología pudiera ser determinante en la localización de la mena, por lo que se considera que la zona tiene potencial minero para continuar realizando exploración.

5.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

CONCLUSIONES:

- ❖ La parte media del Cerro Cardonal está afectada por un microgranito, posiblemente del Oligoceno, el cual pudiera representar un apófisis de un intrusivo profundo, fuente de la mineralización en la zona de Providencia.
- ❖ Las zonas mineralizadas correspondientes al área de estudio se ubican en la provincia de la Sierra Madre Oriental y están estrechamente relacionadas con rocas intrusivas del Terciario, de naturaleza granítica y diorítica, que están emplazadas en rocas sedimentarias Cretácicas; los yacimientos de la zona de El Cardonal corresponden a la franja mineralizada de plata.
- ❖ Las zonas mineralizadas observadas en el área están divididas en depósitos hidrotermales de Pb-Ag- (Zn-Au-Cu) y depósitos auríferos. los primeros corresponden a la zona de Providencia y se caracterizan por presentarse como cuerpos vetiformes y de relleno de cavidades en rocas calcáreas. Los segundos corresponden a la zona de San Clemente donde se presentan cuerpos irregulares con mineralización diseminada y en microvetillas tipo stockwork en rocas riolíticas.
- ❖ La zona que presenta mayor potencial para contener yacimientos minerales de Pb-Zn (Cu-Ag-Au) es Providencia, como lo señalan las dimensiones en superficie de los cuerpos mineralizados, la presencia de rocas calcáreas favorables para el depósito de este tipo de mineralización, así como la presencia de pequeños cuerpos intrusivos.
- ❖ La zona de San Clemente presenta valores de oro y plata en superficie, a profundidad y dentro del domo se incrementa el contenido de plata, mientras que por debajo del domo se tiene la presencia de mineralización de plomo y zinc, definiendo un zoneamiento vertical de la mineralización, por lo que se considera que la zona tiene potencial minero.

RECOMENDACIONES:

ZONA MINERALIZADA LA PROVIDENCIA:

1. Se sugiere realizar un programa de zanqueo a lo largo de las estructuras vetiformes cada 50 metros, con la finalidad de tomar muestras de la estructura mineralizada y definir las zonas con altos valores, para posteriormente barrenar en dichas zonas.
2. Se propone realizar estudios de inclusiones fluidas para conocer en qué zona del sistema hidrotermal se encuentra la mineralización y definir cual es su potencial a profundidad.
3. Se recomienda hacer un estudio geológico estructural con la finalidad de definir con exactitud la actitud de los cuerpos mineralizados.
4. Con base en las obras recomendadas, la naturaleza de la fase fluida y las guías estructurales, programar una campaña de barrenación para reconocer las estructuras a profundidad.

ZONA MINERALIZADA SAN CLEMENTE:

1. Realizar muestreo en zanjas cada 25 m, para delimitar las zonas donde se presentan los minerales con valor económico.
2. Una vez delimitados en superficie los cuerpos, se propone barrenación a 100 m de profundidad en las zonas que presenten mejores valores para verificar el contenido a profundidad.
3. Considerando que la mineralización de oro en superficie sólo se reconoce mediante el muestreo sistemático y que existe un zoneamiento vertical con presencia de Pb y Zn por debajo del domo, se deberán programar algunos barrenos para que alcancen mayor profundidad a partir de la base del domo.

BIBLIOGRAFÍA

- Arteaga, P. L. T., 1982, Estudio Geológico-Minero de la parte oriental de Zimapán, Hgo. Tesis Profesional, UNAM (Facultad de Ingeniería).
- Bondelos A, 1956, Itinerario Zimapán, Hidalgo, Tamazunchale; San Luis Potosí. México, D.F. Congreso Geológico Internacional; 20 Libro-Guía de las excursiones A-14 y C-6 P.179-215.
- Bonet, F., 1956, Zonificación microfaunística de las calizas cretácicas del este de México. In: XX Congreso. Geol. Int., Monogr, 102 p.
- Carrasco Baldomero, 1970, revisión de la nomenclatura de los términos Formación El Abra y Formación El Doctor: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo. P.98-99
- Carrillo Miguel, Suter Max, 1982, Tectónica de los alrededores de Zimapán Hidalgo y Querétaro. Libro-Guía de la Excursión Geológica a la región de Zimapán y áreas circundantes, Estados de Hidalgo y Querétaro. C.F.E. IV Reunión Nacional Geotecnia y Geotermia.
- Casarrubias J.S., 1973, Exploración Geológico-Minera del área de El Cardonal, Estado de Hidalgo. Tesis Profesional, I.P.N.
- Clark, K. F., Damon, P. E., Schutter, S.R., Shafiqullah, M., 1979, Magmatismo en el norte de México en relación a los yacimientos metalíferos. XIII convención Nacional de la AIMMGM.
- Clark, K. F., Foster, C. T., and Damon, P. E., 1982 cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in México: Geological Society of American Bulletin, v, 93p, 533-544.
- Clark K.F. y Fitch, D.C., 2009, Evolución de los depósitos metálicos en el tiempo y el espacio en México. Geología Económica de México. 2 ~~133~~ Ed. AIMMYGM, p. 62
- Consejo de Recursos Minerales, 1992, Monografía Geológico-Minera del Estado de Hidalgo., Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal.
- Consejo de Recursos Minerales, 2001, Carta Geológico-Minera "Tasquillo" F14-C69, Estado de Hidalgo., Secretaría de Economía.
- Dahlgren Charles, 1883, Minas Históricas de la República Mexicana, Nueva York.
- De Cserna Zoltán, 1960, Orogénesis in time and space in México, Geol. Rundsch, v5, p.595-605
- Fries, C. 1956, Carta Geológica de México: Hoja Pachuca 14 A.E (11) (traducción).

Gómez Tuena Arturo, Orozco Esquivel Ma Teresa, Ferrari Luca, 2005. Petrogénesis Ígnea de la faja volcánica Transmexicana, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen conmemorativo del Centenario., Temas selectos de la Geología Mexicana, Tomo LVII, núm 3, 2005, p. 227-283.

Heim, A., 1940, The front ranges of the Sierra Madre Oriental México, from Cd. Victoria to Tamazunchale, *Eclog. Geol. Helv.*, v. 33, p.313-362.

Humphrey, W.E., y Diaz, T., 1954, Reconnaissance geology and road log of the Monterrey-Salttillo-Monclova highway field trip guidebook: South Texas geological Society, p.

J.I.C.A. and M.M.A.J., 1980, Report on Geological Survey of the Pachuca-Zimapán area, central México. Phase I.109 p. Japan International Cooperation Agency and Metal Maining Agency of Japan.

----- 1981, Report on Geological survey of the Pachuca-Zimapán area, central México. Phase II.195 p. Japan International Cooperation Agency and Metal Maining Agency of Japan.

----- 1983, Report on Geological survey of the Pachuca-Zimapán area, central México. (Consolidated Report). 55 p. Japan International Cooperation Agency and Metal Maining Agency of Japan.

Menes, Llaguno, J.M.,2012 Cronista del Estado de Hidalgo

Moran Z., 1984, Geología de la República Mexicana, Instituto Nacional de Geografía y Estadística.

Ortega Morel, J., 1997, Una Aproximación a la Historia de la Minería del Estado de Hidalgo, Colección Raíces Hidalguenses, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo.

Raisz, E., 1964, Landforms of Mexico, Geography branch of the office Naval Research, second edition, Cambridge, Mass. Plano de Provincias Fisiográficas.

Restovic, P.I., 1973, Estudio Geológico-Minero del área de Encarnación, Municipio de Zimapán, Hidalgo. Tesis Profesional, UNAM (facultad de Ingeniería).

Salas, Guillermo, P.,1975, Carta y Provincias Metalogénicas de la República Mexicana, Consejo de Recursos Minerales, 242 P.

Segerstrom, K., 1957, General Geology of the south western part of the estate of Hidalgo and northeastern part of the state

----- 1961, Geología del suroeste del Estado de Hidalgo y del noreste del Estado de México. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 16(344), P. 147-168.

----- 1962, Geology of the South central Hidalgo and Northern, México. U.S. Geol. Survey Bulletin. 1104-C, p.87-162

Servicio Geológico Mexicano, 2011, Panorama Minero del Estado de Hidalgo, Secretaría de Economía.

Simons, F. S., 1951, Geology and ore deposits of the Zimapán Mining District, State of Hidalgo, México. Ph. D. Dissert. Stanford Univ.

wikipedia.org/ suelos., 2013. Enciclopedia Wikipedia.

Wilson, B.W; Hernández, M.J.P Y Meavet, Edgardo, 1955, Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del Estado de Querétaro, México. Bol. Soc. Geol. Mexicana, v.18, p1-10.

Wilson, I. F., 1963, Geology and Deposits of the Pachuca-Real del Monte District, State of Hidalgo, Mexico. Pub. Cons. Recur. Min. (5-1).

With, D.E. 1949, Los Yacimientos de Antimonio de la región de Soyatal, Querétaro. Boletín No.21, Instituto Nacional de Investigaciones de Recursos Minerales (traducción).

ESTUDIO PETROGRÁFICO.1
MEGÁSCOPICO.

Nº de Muestra: D-4.

Coordenadas UTM: 486366E y 2293023N

Localidad: Villahermosa

Afloramiento: Caliza recristalizada en alto grado y lutita friable negra intemperiza a verde.

Color: Gris Amarillento

Estructura: Compacta

Textura: No clástica

Minerales observables: Calcita, óxidos de fierro.

MICROSCÓPICO

Textura: Criptocristalina

Minerales esenciales: Calcita micrítica fina (F. Soyatal), fósiles (globigerinas).

Minerales secundarios: Calcita en vetillas, cuarzo detrítico

Observaciones: Fracturamiento intenso relleno de calcita. Deformación incipiente orientando los componentes. Las fracturas son perpendiculares a la orientación.

Origen: Sedimentario químico, marino.

Clasificación: Biomicrita.

ESTUDIO PETROGRÁFICO 2

MEGASCÓPICO

N° de Muestra: VH-1

Coordenadas UTM: 486802E y 2292936N

Localidad: Villahermosa

Afloramiento: Caliza alterada por contacto con intrusivo.

Color: Gris claro

Estructura: Compacta, estratificación.

Textura: No clática.

Minerales observables: Calcita, óxidos de fierro.

MICROSCÓPICO

Minerales esenciales: Calcita espática

Minerales accesorios: Wollastonita, granate y pirita

Minerales secundarios: Hematita.

Observaciones: Textura criptocristalina orientada, recristalizada.

En partes textura milonítica. Esta roca fue sometida a esfuerzos y fue atacada por soluciones hipogénicas, lo que ocasionó la formación de minerales de metamorfismo.

Origen: Sedimentario químico marino, sometida a esfuerzos y atacada por soluciones hipogénicas.

Clasificación: Caliza metamórfizada.

DESCRIPCION MEGASCÓPICA

N° de Muestra: VH-1'

Coordenadas UTM: 486802E y 2292936N

Localidad: Villahermosa

Afloramiento: Intrusivo en forma de dique en contacto con caliza alterada.

Color: Pardo amarillento

Estructura: Compacta.

Textura: Porfídica

Minerales observables: Biotita, plagioclasas.

Observaciones: Óxidos de hierro.

Origen: Ígneo intrusivo.

Clasificación: Dolerita.

ESTUDIO PETROGRÁFICO 3

MEGASCÓPICO

Nº de Muestra: VH-3.

Coordenadas UTM: 487383E y 2292936N

Localidad: Puerto Huatey.

Afloramiento: Contacto de dique con lutitas y calizas de estratificación delgada.

Color: Pardo amarillento.

Estructura: Deleznable.

Textura: Porfídica.

Minerales observables: Biotita, plagioclasas.

MICROSCÓPICO

Textura: Porfídica.

Minerales esenciales: plagioclasas intermedias (oligoclasa-andesina).

Minerales accesorios: Micas (biotita).

Minerales secundarios: Hematita, clorita, sericita, serpentina.

Observaciones: Alteración intensa de las plagioclasas, las que están remplazadas por sericita y las micas por óxidos de hierro

Origen: Ígneo hipabisal

Clasificación. Microdiorita

ESTUDIO PETROGRÁFICO 4

MEGASCÓPICO

N° de Muestra VH-3'

Coordenadas UTM: 487383E y 2292936N

Localidad: Puerto Huatey.

Afloramiento: Calizas y lutitas de estratificación delgada en contacto con dique.

Color: Gris oscuro.

Estructura: Estratificada.

Textura: No clástica.

Minerales observables: Calcita, óxidos.

MICROSCÓPICO

Textura: Criptocristalina fosilífera, milonítica.

Minerales esenciales: Calcita micritica, fósiles (globigerinas).

Minerales accesorios: Cuarzo, arcillas.

Minerales secundarios: Óxidos de fierro.

Origen: Sedimentario químico, marino.

Formación: Soyatal.

Clasificación: Biomicrita.

ESTUDIO PETROGRÁFICO.5

MEGASCÓPICO.

Nº de Muestra: VH-4.

Coordenadas UTM: 487732E y 2292936N

Localidad: Potrero.

Afloramiento: Contacto de skarn con dique.

Color: Gris verdoso.

Estructura: Compacta, estratificación.

Textura: No clástica.

Minerales observables: Calcita, óxidos.

MICROSCÓPICO

Textura: En partes criptocristalina en otras granoblástica.

Minerales esenciales: Calcita recristalizada, granate, (Epidota?).

Minerales secundarios: Cuarzo, calcita en vetillas.

Origen: Metamorfismo de contacto.

Clasificación: Skarn de granate.

DESCRIPCION MEGASCOPICA

N° de Muestra: VH-4'

Coordenadas UTM: 487732E y 2292936N

Localidad: Potrero.

Afloramiento: Contacto de dique con skarn.

Color: Verde claro.

Estructura: Compacta.

Textura: Porfídica.

Minerales observables: cristales de plagioclasas y biotita.

Observaciones: Cristales orientados, alteración parcial, calcita en vetillas.

Origen: Ígneo intrusivo.

Clasificación: Microdiorita.

N° de Muestra: VH-5.

Coordenadas UTM: 487906E y 2292732N

Localidad: Potrero.

Afloramiento: Contacto de dique con lutita.

Color: Pardo.

Estructura: Compacta.

Textura: Porfídica.

Minerales observables: cristales de plagioclasas, máficos, óxidos de fierro.

Origen: Ígneo intrusivo.

Clasificación: Microdiorita con alteración hidrotermal.

N° de Muestra: VH-6.

Coordenadas UTM: 487848E y 2292907N

Localidad: Potrero.

Afloramiento: Dique con fuerte alteración, espesor aproximado de 100 m.

Color: Pardo.

Estructura: Deleznable.

Textura: Porfídica.

Minerales observables: Plagioclasas alteradas, máficos, óxidos de hierro.

Origen: Ígneo intrusivo.

Clasificación: Microdiorita con alteración hidrotermal.

ESTUDIO PETROGRÁFICO.6

MEGASCÓPICO.

Nº de Muestra: CC-1

Coordenadas UTM: 481250E y 2288953N

Localidad: Cuesta Colorada.

Afloramiento: Roca ígnea de color oscuro a negro de grano fino intemperiza a gris claro y crema.

Color: Gris oscuro.

Estructura: Compacta, masiva.

Textura: Porfídica.

Minerales observables: Plagioclasas, máficos.

MICROSCÓPICO

Textura: Porfídica.

Minerales esenciales: Plagioclasas intermedias (andesina –oligoclasa), algunas fragmentadas.

Minerales accesorios: Augita, hematita.

Minerales secundarios: Clorita abundante, calcita en la matriz, óxidos de hierro.

Matriz o cementante: Microlítica de plagioclasas intermedias, calcita y clorita.

Observaciones: Cloritización intensa, uralitización de los piroxenos.

Origen: Ígneo extrusivo.

Clasificación: Andesita de Augita con alteración hidrotermal.

ESTUDIO PETROGRAFICO 7

MEGASCÓPICO

Nº de Muestra: CC-5.

Coordenadas UTM: 482732E y 2288779N

Localidad: Puerto El Durazno.

Color: Gris claro.

Estructura: Compacta.

Textura: Pórfidica.

Minerales observables: Plagioclasas, máficos, calcita, pirita.

MICROSCÓPICO

Textura: Porfídica, glomeroporfídica.

Minerales esenciales: Plagioclasas intermedias (andesina-oligoclasa).

Minerales accesorios: Pirita, relictos de piroxenos totalmente serpentinizados.

Minerales secundarios: Clorita, calcita abundante, serpentinas en drusas e invadiendo la matriz y atacando algunos cristales, sericita, leucoxeno (indicativo de alteración por soluciones hidrotermales).

Observaciones: Alteración intensa (80%), principalmente carbonatación.

Origen: Ígneo hipabisal.

Clasificación: Microdiorita con alteración hidrotermal.

ESTUDIO PETROGRAFICO 8

MEGASCÓPICO

Nº de Muestra: Ji-1.

Coordenadas UTM: 484011E y 2281976N

Localidad: San Miguel Jigüi.

Color: Verde.

Estructura: Compacta.

Textura: Afanítica.

Minerales Observables: Plagioclasas, máficos, óxidos de fierro, carbonatos de cobre.

MICROSCÓPICO

Textura: Intergranular.

Minerales esenciales: Plagioclasas intermedias (oligoclasa).

Minerales accesorios: Carbonatos de cobre (Malaquita), hematita.

Minerales secundarios: Calcita (diente de perro) y sílice.

Observaciones: Mineralización intensa por minerales de cobre

Origen: Ígneo extrusivo.

Clasificación: Andesita mineralizada.

ESTUDIO PETROGRÁFICO 9

MEGASCÓPICO

Nº de Muestra: BU-1.

Coordenadas UTM: 486220E y 2280668N

Localidad: El Buena.

Color: Blanco.

Estructura: Compacta.

Textura: Fanerítica Grano fino.

Minerales observables: Cuarzo, biotita, feldespato potásico, hematita.

MICROSCÓPICO

Textura: Porfídica, gráfica.

Minerales esenciales: Cuarzo, plagioclasas sódicas (oligoclasa).

Minerales accesorios: Micas (biotita).

Minerales secundarios: Sericita, óxidos de hierro.

Origen: Ígneo intrusivo hipabisal.

Clasificación: Microgranito

ESTUDIO PETROGRÁFICO 10

Nº de Muestra: 2.

Coordenadas UTM: 488488E y 2284651N

Localidad: Cardonal.

MICROSCÓPICO

Textura: Holocristalina porfídica.

Mineralogía: Esenciales: cuarzo y perfitita.

Accesorios: magnetita, ferromagnesianos alterados.

Secundarios: hematita, limonita, minerales arcillosos, sericita, clorita.

Origen: Ígneo intrusivo Hipabisal.

Clasificación: Microgranito calcoalcalino.

ESTUDIO PETROGRAFICO 11

N° de Muestra: 3

Coordenadas UTM: 488343E y 2284709N

Localidad: Cardonal

MICROSCOPICO

Textura: Piroclástica.

Mineralogía: Primarios: cuarzo, feldespatos, ceniza volcánica, fragmentos de roca.

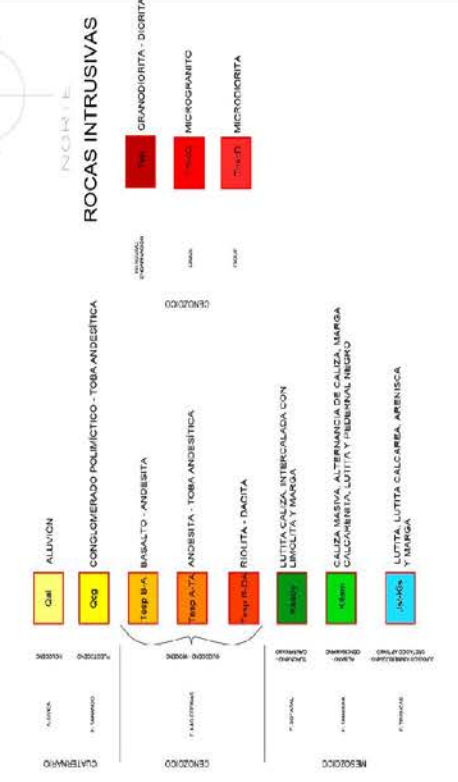
Secundarios: Hematita, sericita, limonita, minerales arcillosos, clorita.

Origen: Roca ígnea extrusiva.

Clasificación: Toba lítica de composición riolítica.



LITOLOGÍA



EXPLICACIÓN

